

火星探査機Mars Express および Mars 2001 Odyssey の 観測データからみた火星下層大気の様相

天間 愛 Mark I. Richardson
(California Institute of Technology)

はじめに

1960年代、NASAがMariner 4 で初めて火星探査を成功させて以来、Mariner計画およびソ連のMars計画において探査機が次々と火星を訪れ、1970年代にはNASAの大型探査機Viking 1号2号 がそれぞれ周回衛星と着陸機を用いて長期に渡る観測を行った。観測期間は最も短いViking 周回衛星2号機で約1火星年、Viking着陸船1号機に至っては約3火星年におよぶ。1980年代にはソ連のPhobos 2が周回衛星として主に火星大気に関するデータを送信してきたが、短命に終わった。ここまでを火星探査第一期とするならば、第二期の始まりは、1996年に打ち上げられたMars Global Surveyor (NASA)の観測からである。この周回衛星は4.8火星年に相当する約10年間、火星のモニターを続け、今日の火星研究の基礎データを提供した。1997年にはMars Pathfinder (NASA)が着陸し、初めて二台のカメラによるステレオ撮像も行われ、火星表面上をローバーが動き回った。翌年日本は初の惑星探査機「のぞみ」を打ち上げたが、探査機の不具合によって火星観測の断念を余儀なくされた。21世紀に入ってNASAはMars 2001 Odyssey を打ち上げ、この周回衛星は現在も観測を続けている。さらに2003年、ESAはMars Expressを打ち上げ、着陸船は失敗に終わったものの、周回衛星の火星軌道投入に成功し、ここに初めてアメリカ／ソ連主導で推進されてきた惑星探査に、第三機関が参入することを得た。この探査機も現在データを送信し続けている。NASAはその後も双子の着陸船Spiritと Opportunity、大型望遠鏡を積む周回衛星Mars Reconnaissanceを火星に送り出し、2008年3月現在5機の探査機が火星を観測している。また、NASAは2007年着陸機Phoenix を打ち上げ、2008年5月観測開始予定である。

これらの探査計画では、主に火星表面の撮像、岩石の成分、地下水の探査、極冠の衰退などに主眼があったが、火星下層大気の研究も行われている。ここでは、火星観測第二期以降にわかった下層大気の様相を紹介し、今後の火星探査に求められるデータについてまとめる。

火星探査機と観測機器

Mars Global Surveyor に搭載されたカメラには、空間分解能1.5-12 m/pixel を誇るNA(narrow angle camera) と赤と青のフィルターをもつWA(wide angle camera) がある[Malin and Edgett, 2001]。探査機は2時間で周回する極軌道で、常に地方時午前2時から午後2時の地点を観測しており、WAは毎周期、空間分解能7.5 km/pixel でリムから明暗境界線までの火星全体像をモニターしている。また、NAが撮像した狭い領域を覆うように、WAもその周辺を撮像しており、このときの空間分解能は240 m/pixel でメソスケールでの大気活動の研究に役立つ。分光器TES（空間分解能約5km）は大気中のダスト及び氷晶の光学的厚さを測定することにより、これらの年変化を示し、大気研究にとって大きな役割を果たした[Christensen et al., 2001]。TESのデータはインターネット上で簡単に入手することができ、参照が容易である。

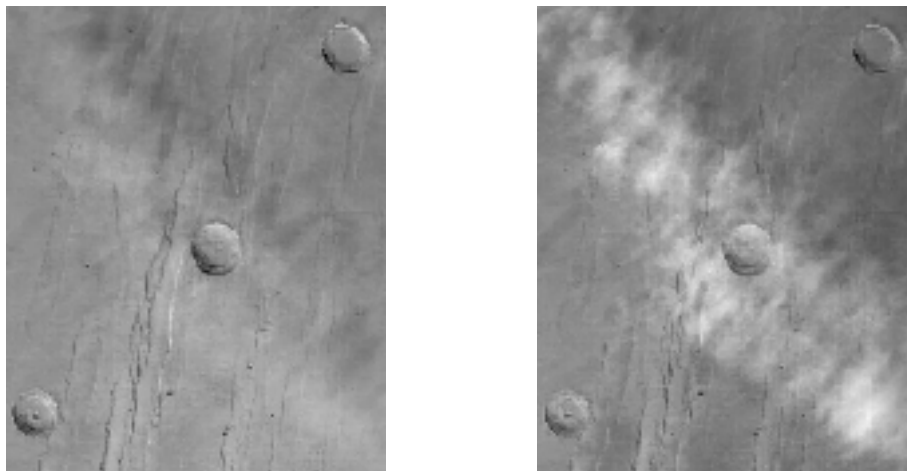


Fig. 1 HRSCが撮像したアルバ・パテラ山麓（2004年1月31日）の雲画像。コントラストによるが、一般に赤(左)と青(右)の画像では見え方が異なる。

Mars 2001 Odyssey の観測機器THEMISは、TESと同様にダストや雲の光学的厚さを測定することができ、TESよりもはるかに空間分解能が高い撮像分光器である[Smith *et al.*, 2003; Christensen *et al.*, 2004]。可視領域に5バンド（空間分解能18m/pixel）、赤外領域に10バンド(100 m/pixel)があるが、可視領域では迷光が絶対感度較正を難しくしており、多くの場合バンド3（中心波長650nm)のみで撮像されている。探査機は極軌道で、地方時午前4-5時から午後4-5時を周回しており、MOCの画像データとは異なった地方時／撮像角度の観測である。THEMISのデータもまた発生直後の砂嵐の様子など、数十kmから百kmのメソスケールの大気活動をとらえている。

Mars Express に搭載されている高分解能ステレオカメラHRSCには、1次元のCCDが9列あり、そのうちの5列は同じ波長をもつステレオ画像用、残り4列がカラーバンドである。空間分解能は高度300kmから撮像したとき、12m/pixel で、他に2.75 m/pixel で撮像するSRCもある。 Mars Express は極軌道ではあるものの、上記二つの探査機と異なり超楕円軌道である。HRSCは主に火星近日点付近で観測し、その地方時は周期毎にずれていくため、季節変化との分離が困難なものの、ある程度の日変化を観測することが可能である。同時に9列のCCDで観測するため、カラー画像が容易に得られるが、カラーバンドもまたそれぞれ撮像角度が異なっており、火星表面や大気の反射光における位相角依存性が影響を及ぼし、実際の色とは異なる場合があって注意が必用である。また撮像分光器OMEGAは 波長分解能がTESやTHEMISよりもよく、360-5100 nmの波長域に352チャンネルをもち、空間分解能は300m – 5 km/pixel の範囲で撮像が可能である。ただし、波長域が短く、赤外でのダストの光学的厚さを定量的に観測することはできない。氷晶に関しては、これらの分光器と異なった波長での吸収帯を使って測定することができる。HRSCの直下バンドとOMEGAの同波長域での感度はクロスチェック済みであり、輝度値は非常によく一致する。Mars Express には大気観測に強い分光器PFSやSPICAMがあるが、本稿では取り上げない。

火星雲のアルベド

火星雲の発生については、Wang and Ingersoll [2002] がMOC WAのモニター画像を用いて包括的な報告を行っている。WAは青と赤の二色しかないため、これらを用いたカラー画像は合成であって、雲を強調するためにしばしば青を強調している。では実際の火星雲の色とはどのようなものだろうか。

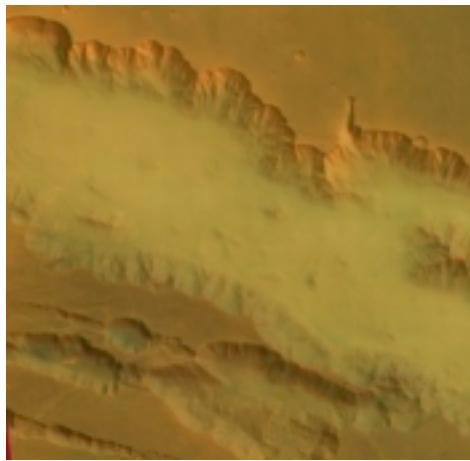


Fig. 2 マリネリス峡谷内のダスト雲。2004年5月25日($L_s=38^\circ$)、HRSC撮像。経度301-304°E、緯度12-16°S、地方時9:15 [Inada et al., 2008]。

HRSCが2004年1月31日に観測したアルバ・パテラ山の画像(Fig. 1)では、赤の波長域で火星表面はI/Fがおおよそ0.24であるのに対し、雲領域では0.29となって、その差は0.05である。青の波長域では、火星表面のI/Fは0.045と赤に対して5分の1以下であり、雲領域では0.06になって、その差は0.015である。火星表面は赤く、赤の波長での反射率の方が青よりも大きいことはよく知られているが、雲領域においても多くの場合同様の事が言える。これは前章で説明した、各バンドの撮像角度の違いによる反射率の違いを考慮しても、有為である。

しかし、赤の波長域においては火星表面上の起伏やアルベドの差で、I/Fのばらつきが大きく、雲があったとしてもI/Fが0.05程度の差では画像上で明確に区別できないことがよくある。青の波長域では火星表面のアルベドの差はほとんどなく、例えばI/Fの差が0.015しかなくても、雲をはっきりと識別することができる。この性質を使って、これまでの研究では青の波長を使って雲を特定することがよくあった。しかしながら、空間分解能の良い分光器データが存在する昨今、画像データとスペクトルデータを照らし合わせてダスト雲と氷晶雲を区別することが望ましい。

マリネリス峡谷内のダスト雲（観測）

HRSCとOMEGAは2004年5月25日（火星中心黄経 $L_s=38^\circ$ ）、火星赤道帯に位置するマリネリス峡谷内で発生した靄を観測した(Fig. 2)。この観測についてはInada et al. [2008] に詳しく報告されているので、ここでは概要のみをまとめたい。HRSCは5月28日と6月3日にも同地域（一部が重複）を撮像したが、OMEGAはこの両日は観測をしておらず、5月31日と6月6日に靄が発見された地域よりやや西よりの峡谷内を観測している。靄は5月28日には3日前よりも光学的に薄くなっており、6月に入ってから画像では峡谷内部は晴れ上がっている。データが取得された地方時は5月25日で9時15分、6月6日で8時57分と15分程度の差しがなく、太陽高度による反射光の差は無視できる。5月25日のOMEGAのスペクトル解析を行ったところ、峡谷内部の H_2O の存在量は観測機器の感知能力以下であり、逆にスペクトルの波長 $1.26\mu m$ と $2.49\mu m$ の傾きから峡谷内部にダストが大量に存在していたことがわかった。OMEGAが測定した靄の輝度温度 $223.77 \pm 0.53 K$ も、氷粒子が存在するには気温が高すぎたことを示唆している。従って、靄の成分はダストであると考えられる。

この靄の特徴としては、地面の色よりも赤いこと、光学的に厚いため直下で取得したデータよりも、前方／後方から撮像したデータの方が反射光が大きいこと、峡谷底部から高

度2km程度の大気層内で発生したことがあげられる。また、放射伝達モデルSHDOM [Evans, 1998] を用いて光学的厚さを計算したところ、ダストの光学特性モデルによるが、波長 $0.67\mu\text{m}$ で1.7-2.3が最もHRSC・OMEGAのデータと一致した。波長が長くなるとともに光学的厚さは大きくなり、波長 $1.35\mu\text{m}$ で最大の2.2-2.6となるが、その後下がって、波長 $2.4\mu\text{m}$ では1.2-1.8となる。しかし、赤外でのダストの光学特性モデルはほとんどなく、今後の研究が待たれる。

HRSCとOMEGAがマリネリス峡谷を同時観測した日、午後2時にMars Global Surveyor が峡谷上空を飛行した。MOC WAが撮像したマリネリス峡谷全体像を見ると、HRSC・OMEGAが撮像した経度 302.55°E では靄が発生していて明るい、その西側には靄がないことがわかる。THEMISもまた同日地方時16時41分に、HRSC・OMEGAが撮像したマリネリス峡谷地域を撮像しており、峡谷内部が非常に明るく、この時間でも靄が存在していることを示している。HRSC・OMEGAのデータとTHEMISのデータを比較するためには、入射角の違いやTHEMISの機上絶対感度校正の確認などが必用であり、現在この研究が行われている。

これら探査機3機のデータから、靄は朝9時には発生し、夕方5時頃までは存在したことがわかった。

マリネリス峡谷内のダスト雲発生メカニズム（モデル計算）

次に疑問となるのは、前章の靄が峡谷内に発生したメカニズムである。カリフォルニア工科大学では、米国大気研究センターNCARが開発している気候モデルWeather Research and Forecasting (WRF)モデルを改変して、惑星用の気候モデルPlanet-WRFを構築している。現在のところ、火星、タイタン、金星に適用されており、WRFはメソスケールモデルであるが、Planet-WRFはメソスケールとしても全球モデルとしても使用可能である。ここでは、Planet-WRFを用いたダスト雲の発生メカニズムの研究を紹介する。

シミュレーションに用いた領域は、緯度 10°S 、経度 295°E を中心として、緯度方向に30度、経度方向に360度とした。グリッドポイントは緯度方向に150、経度方向に180ある。この領域はマリネリス峡谷全体を含み、こうすることで全球モデルよりも空間分解能がよく、なおかつ昼半球と夜半球間の熱潮汐も正確にシミュレーションできる。領域の北と南の境界条件は両端で対称とした。シミュレーションは $L_s=40^\circ$ で、領域の中心での地方時9時から始まり、タイムステップは16火星秒として、5火星日計算した。ダストの初期状態は、可視光での光学的厚さが約0.5で大気中に均一に混ざっているものとし、半径 $1.5\mu\text{m}$ の粒子のみ追跡した。

まず火星表面からのダストの巻き上げを考慮しないモデルを使ってシミュレーションを行ったが、峡谷内に観測されたような靄は現れなかった。これは移流によってダストが峡谷内に集積することがないことを示す。次に、初期値として峡谷内の靄が観測された位置にダストをおき、周囲のダスト量の2倍、5倍、10倍としたときを数値計算した。このダストは峡谷内の強風によってすぐに拡散し、周囲のダストの10倍の量を置いた場合でも数時間で初期の靄は消えてしまう。従って、朝9時に発生していた靄が夕方まで存在するためには、継続してその場所にダストが供給されなければならない。

ダストが火星表面から巻き上がる機構として、(1)ダストデビルによるものと、(2)火星表面との風の摩擦によるものがあげられる。Newman et al. [2002]に説明されているモデルをPlanet-WRFに組み込み、評価してみたところ、ダストデビルは峡谷外部でも発生し得るため、観測されたように峡谷内部にのみダスト雲が存在するようなパラメーターは見つからなかった。(2)については、大気中に観測されているダストの半径は数 μm 程度である

Dust Column Density

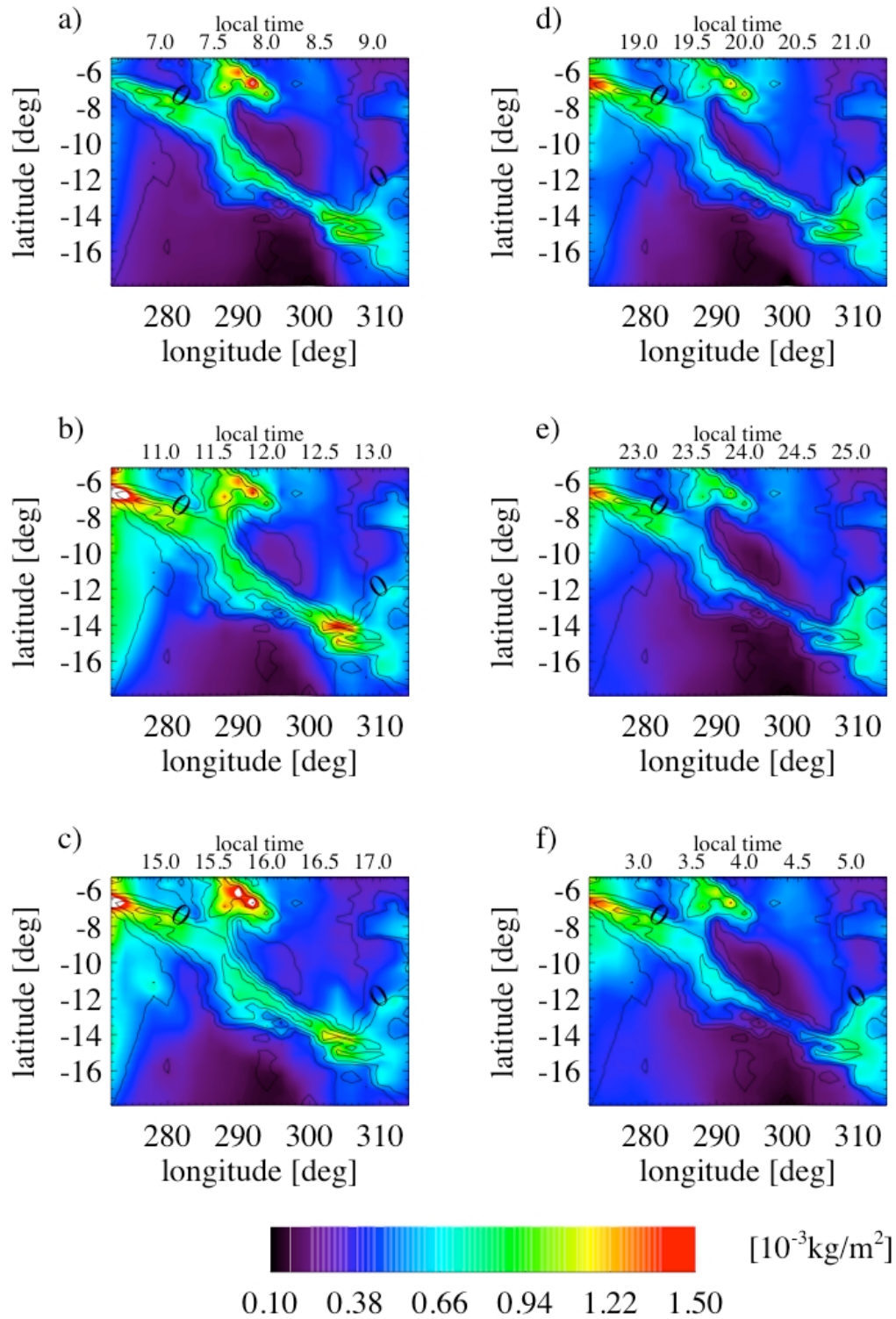


Fig. 3 Planet-WRF での、風と火星表面の摩擦によるダストの巻き上げを考慮したシミュレーション結果。L_s=40°から5火星日を計算し、最終日のマリネリス峡谷周辺でのダスト量の日変化を示す。領域中心の地方時は(a) 8:00、(b) 12:00、(c) 16:00、(d) 20:00、(e) 24:00、(f) 4:00で、昼間経度302°E付近の峡谷内でダスト量が著しく大きくなる。

が、このような小さなダストは風によって巻き上げられることはない。風によって巻き上がるものは半径 $10\mu\text{m}$ 以上の砂で、この砂粒が重力によって火星表面に落ちてきたとき、その摩擦で小さなダストが巻きあがると考えられている。このため、最初に巻き上がる砂のサイズや性質が、この機構モデルのパラメーターとなりうる。ここでは、砂粒子の密度を 2500kg/m^3 、半径を $15\mu\text{m}$ 、凝集度を $10^{-7}\text{N/m}^{1/2}$ とした。砂粒子がより小さなダストを巻き上げる効率 α は、ここでは 3.0×10^{-6} としており、将来的には観測と合致する α を求めたい。

シミュレーションの結果、午前中に峡谷内部の風が強くなり、摩擦が大きくなって峡谷底部からダストが巻き上がるのがわかった(Fig. 3)。摩擦は昼ごろ峡谷の南崖で最も強くなりHRSC・OMEGA・THEMISが観測した経度 302°E 近辺でダストの靄が峡谷内に発生する。その後風の摩擦は小さくなるが、夕方5時頃にはまだダストの靄は存在し、風が弱まった夜に靄が晴れる。翌日の午前9時頃、峡谷内の風速が大きくなるにつれて、再び靄が発生する。

これは、HRSC・OMEGAが9時過ぎに撮像した画像では靄が存在したこと、MOCが午後2時に撮像したときには、マリネリス峡谷東部で靄が確認されたが、西部は晴れていたこと、THEMISが午後5時にHRSC・OMEGAと同経度を観測したときにはまだ靄が存在していたこと、1週間ほど経って9時以前にやや西側を観測したときには靄がなかった事実と非常によく一致する。現在はPlanet-WRFの全球モデルに小さな領域を入れ子状にし、全球モデルの結果を小さな領域の境界条件とするモデルを構築中であり、これによってより確かな結果を得られるものと期待している。

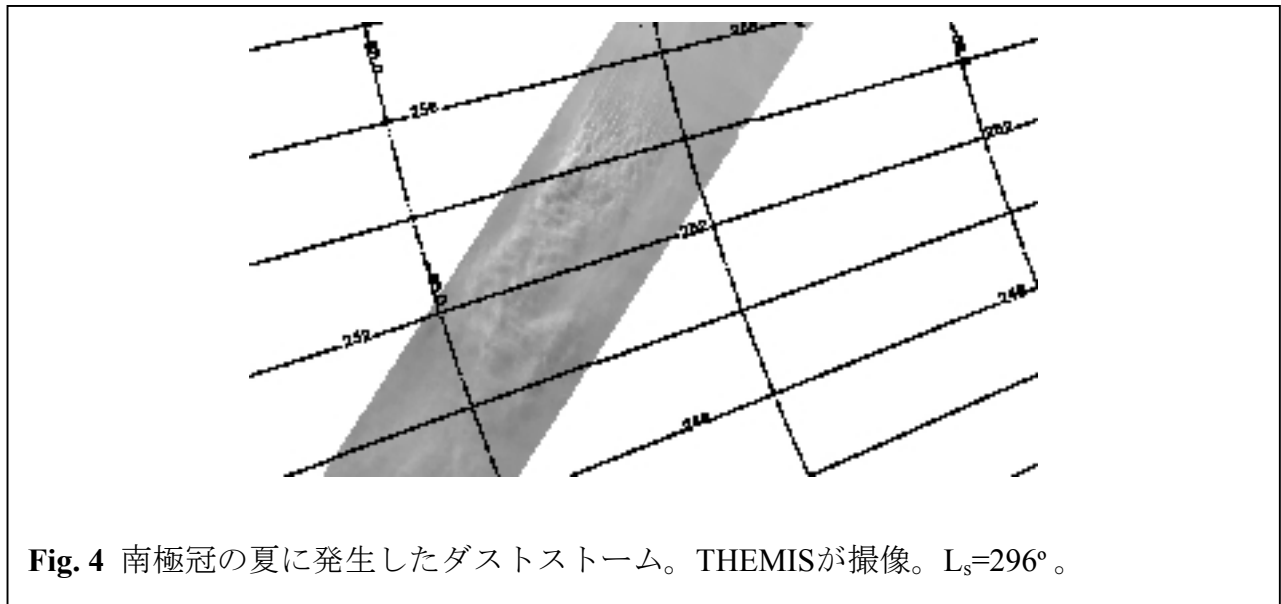
THEMISが観測した極域の雲／砂嵐

Mars 2001 Odyssey の周回軌道822から12665までの約1火星年に、THEMISが可視光で撮像した画像30625枚のうち、大気活動が観測されたデータについてはInada *et al.* [2007]でまとめられており、この章ではその一部を紹介したい。大気活動データは全画像のうちおよそ8%にあたる。特に、THEMISチーム全体が興味をもつ極域は観測データが多く、雲や砂嵐が多く認められた。

冬期の極域には極雲とよばれる、極全体を覆うような雲が発生する。THEMISは春先の極雲の端をとらえ、その様子からそこに発達した乱流があることがわかった。同日に撮像されたMOC WAの画像から、極雲の南端が H_2O の氷とダストが入り交じったものであることが推定でき、二日前に観測されたTESのデータも、極雲の最南端で赤外での光学的厚さが0.6と大きく、極雲内部では氷晶の光学的厚さが大きくなっていることを示している。砂嵐が起きたために極雲がそこでせき止められているのか、あるいはまた別の機構が働いているのか等について、今後の研究が待たれる。

夏になると極雲はすっかり晴れると考えられているが、実際には極冠の厚い氷が溶けてあらわになった地溝に沿って、線状の雲が発生していることがTHEMISの画像によって発見された。影の位置から、この雲が高度600m程度のところに発生していることがわかる。また、雲の形は数日間変化しないことから、この地域の下層大気の状態は安定していると言える。雲は常に、地溝の極に遠い側に沿って発生しているため、極から低緯度に向かって吹く地溝と直行する低空の風が、地溝上の下層大気の水蒸気を含み、地溝の壁に沿って上昇流となることで、雲を形成すると推察される。

極冠が衰退した高緯度地域では、砂嵐がよく発生する[eg. Cantor *et al.*, 2001]。THEMISは、砂嵐の始まりを高空間分解で撮像することに成功した(Fig. 4)。砂が巻き上がっているところでは、無数の平行に走る線状構造がみられ、風に運ばれるうちに広がって行く。線状構造が形成される理由は、強い風があったとき、境界層に乱流がおこり、これが線状に



並ぶ性質を反映しているからである。線構造の間隔は650-700mであって、これは砂を巻き上げた乱流の高さがこの間隔の1/4 – 1倍である[Young et al., 2002] ことを考えると、砂嵐が高度1km以下の低空で発達していると言える。砂嵐の先端は常に極側にあり、低緯度へと広がって行くため、この現象にも極から吹く風が影響しているはずである。この風は、極の氷と、低緯度での氷が溶けて表れたレゴリスとの間の温度に差ができて吹く、滑降風 であると考えられており、これはHoward [2000]の観測や、Tyler and Barnes [2005]のモデルと一致するが、風速場の直接的観測はまだなされていない。

まとめと今後の研究に必用な観測

最近の火星探査によって、メソスケールでの大気活動が観測されるようになってきた。これまでに知られてきた、赤道域に帯状に広がる雲や、火山上空の雲だけでなく、極域の地溝に沿って発生する雲や、これらの雲の形状が認識されてきている。また、極冠の衰退に伴う砂嵐や、大峡谷内でのダストの巻き上げなどダイナミックな下層大気活動が報告されている。さらに、極域での大気活動の観測によって、極から低緯度に向かって吹く滑降風が重要な役割を果たしていることが示唆された。

マリネリス峡谷内の靄や、雲、砂嵐の形成メカニズムを研究する上で、今後必用となるデータは風速場である。メソスケールでの風向き、風速を測定することで、大気モデルの検証を行い、火星下層大気層の活動を明確にすることができる。さらに雲形成のメカニズムを調査する上で、水蒸気の高度分布を知ることが重要であるが、これまでのところ精度のよい観測はされていない。

また、雲粒子のサイズの測定は、氷晶の生成過程を知る上で極めて重要である。中心半径は1-5 μm [Curran et al., 1973; Zasova et al., 2005]と報告されているが、サンプル数は少なく、モデル計算では10 μm より大きくなることもある[e.g., Michelangeli et al., 1993]。火星上での水循環を研究する際に、雲の光学的厚さの変化を追う場合も、半径が1 μm と仮定した場合と、10 μm と仮定した場合では、計算される可視光での光学的厚さは約2倍異なるため [Inada et al., 2007]、光学的厚さと同時に粒子の半径を求める必用がある。粒径の測定には、赤外での観測が有効とされているが、氷粒子もダストも赤外領域での光学的特性はほとんど知られておらず、今後の研究が待たれている。

参考文献

- Cantor, B. A., P. B. James, M. Caplinger, and M. J. Wolff (2001), Martian dust storms: 1999 Mars Orbiter Camera observations, *Journal of Geophysical Research-Planets*, 106(E10), 23653-23687.
- Christensen, P. R., et al. (2001), Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *Journal Of Geophysical Research-Planets*, 106(E10), 23823-23871.
- Christensen, P. R., et al. (2004), The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission, *Space Science Reviews*, 110(1 - 2), 85.
- Curran, R. J., B. J. Conrath, H. R. A., V. G. Knude, and P. J. C. (1973), Mars: Mariner 9 Spectroscopic Evidence for H₂O Ice Clouds, *Science*, 182(4110), 381-383.
- Evans, K. F. (1998), The spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer, *J Atmos Sci*, 55(3), 429-446.
- Howard, A. D. (2000), The Role of Eolian Processes in Forming Surface Features of the Martian Polar Layered Deposits, *Icarus*, 144(2), 267.
- Inada, A., M. I. Richardson, T. H. McConnochie, M. J. Strausberg, H. Wang, and J. F. Bell (2007), High-resolution atmospheric observations by the Mars Odyssey Thermal Emission Imaging System, *Icarus*, 192(2), 78-395.
- Inada, A., et al. (2008), Dust haze in Valles Marineris observed by HRSC and OMEGA on board Mars Express, *Journal of Geophysical Research*, 113(E2), 10.1029/2007JE002893.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett (2001), Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission, *Journal of Geophysical Research*, 106(E10), 23429-23570.
- Michelangeli, D. V., O. B. Toon, R. M. Haberle, and J. B. Pollack (1993), Numerical simulations of the formation and evolution of water ice clouds in the Martian atmosphere, *Icarus*, 102(2), 261-285.
- Newman, C. E., S. R. Lewis, and R. P. L. (2002), Modeling the Martian dust cycle 1. Representations of dust transport processes, *Journal of Geophysical Research*, 107(E12), doi:10.1029/2002JE001910.
- Smith, M. D., J. L. Bandfield, P. R. Christensen, and M. I. Richardson (2003), Thermal Emission Imaging System (THEMIS) infrared observations of atmospheric dust and water ice cloud optical depth, *Journal of Geophysical Research*, 108(E11).
- Tyler, D. J., and J. R. Barnes (2005), A mesoscale model study of summertime atmospheric circulations in the north polar region of Mars, *Journal of Geophysical Research*, 110(E06007), doi:10.1029/2004JE002356.
- Wang, H. Q., and A. P. Ingersoll (2002), Martian clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera, *Journal of Geophysical Research-Planets*, 107(E10), art. no.-5078.
- Young, C. S., D. A. R. Kristovich, M. R. Hjelmfelt, and R. C. Foster (2002), Rolls, streets, waves, and more - A review of quasi-two-dimensional structures in the atmospheric boundary layer, *Bulletin Of The American Meteorological Society*, 83, 997-1001.
- Zasova, L., et al. (2005), Water clouds and dust aerosols observations with PFS MEX at Mars, *Planetary and Space Science*, 53(10), 1065-1077.